

RÝHOVÁNÍ KLASTŮ V KONTEXTU LEDOVCOVÉ EROZE PODHORSKÉ ZÓNY KONTINENTÁLNÍHO ZALEDNĚNÍ (STŘEDNÍ PLEISTOCÉN, RYCHLEBSKÉ HORY, REJVÍZSKÁ HORNATINA)

CLAST STRIATION IN CONTEXT TO GLACIER EROSION IN THE MOUNTAIN
FOOTHILL ZONE OF THE CONTINENTAL GLACIATION
(MIDDLE PLEISTOCENE, RYCHLEBY MOUNTAINS, REJVÍZ HIGHLAND)

MARTIN HANÁČEK

Abstract

Hanáček, M., 2020: Rýhování klastů v kontextu ledovcové eroze podhorské zóny kontinentálního zalednění (střední pleistocén, Rychlebské hory, Rejvízská hornatina). – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae, 105, 2, 237-250 (with English summary).

Clast striation in context to glacier erosion in the mountain foothill zone of the continental glaciation (Middle Pleistocene, Rychleby Mountains, Rejvíz Highland)

Only 3 % of gravel clasts (fraction 16-64 mm) and 8 % of boulders is striated and polished in glacial and glaciofluvial sediments on the northern foothills of the Rychleby Mts. and Rejvíz Highland. Striae occur only on clasts of Nordic provenance, their appearance on local and Polish clasts is very rare. No striae were found on quartz clasts. Absence or only a rare occurrence of striation on local clasts support current geomorphological opinions that in marginal foothill zone of the ice-sheet, the glacial erosional landforms were not formed. If the ice-sheet in its marginal zone abraded preglacial relief as well, it would be abrading also the clasts, which were eroded in the marginal zone from the bedrock. Nordic clasts are in relation to the foothill of the Rychleby Mts. and Rejvíz Highland exotic not only by its rock provenance but also by the clast morphology. Local, Polish, and quartz clasts have forms inherited from preglacial sources. Provenance defined distribution of abraded clasts can be explained palaeoglaciologically: Nordic clasts were striated and polished under warm-based ice-streams in Fennoscandia and Baltic Sea basin. Local, Polish and quartz clasts were eroded, transported and deposited in the cold-based marginal zone of the ice-sheet.

Key words: glacial striation, clast provenance, glacial erosion, ice-sheet, thermal regime, Eastern Sudetes, Czechia
Martin Hanáček, Vlastivědné muzeum Jesenicka, p. o., Zámecké náměstí 1, 790 01 Jeseník, Czech Republic; geolog@muzeumjesenik.cz, HanacekM@seznam.cz

ÚVOD

Rýhování povrchu klastů i terénních elevací pevných hornin ledovci je natolik zobecněný fenomén, že rýhy jsou v našich klasických učebnicích geologie považovány za typický rys ledovcové eroze (KETTNER 1948, BOUČEK a KODYM 1954). Ve skutečnosti je rýhování podmíněno geologickými a zejména glaciologickými faktory, a proto je i četnost rýhovaných klastů v ledovcových sedimentech značně proměnlivá. Předložený příspěvek si klade za cíl vysvětlit vzácnost rýhování v ledovcových sedimentech podhorské okrajové zóny severo-evropského ledovcového štítu v kontextu dalších známých informací (provenience materiálu a depoziční prostředí ledovcových sedimentů, geneze tvarů reliéfu zaledněného území).

GENEZE LEDOVCOVÝCH RÝH NA KLASTECH

Rýhy se tvoří především na klastech sedimentárních hornin, hlavně vápencích a pískovcích, a mnohem vzácněji na klastech krystalinických hornin. V pleistocenním tillu terminální morény Green Bay laloku laurentského ledovcového štítu nese rýhy 84 % vápencových klastů a 31 % klastů vyvřelin, metamorfitů a pevných klastických sedimentů (WENTWORTH 1936). Subglaciální tilly malé doby ledové vykazují obdobné trendy. V kopečkových morénách Pedersenbreenu (Svalbard) nese rýhy 56 % vápencových klastů, ale pouze 2 % klastů krystalických břidlic (BENNETT *et al.* 1997). Na tillových plošinách a v kopečkových morénách Hørbyebreenu a Bertilbreenu (Svalbard) je rýhováno 43–79 % klastů pískovce typu Old Red (HANÁČEK *et al.* 2013a). Klasty metamorfitů v morénách horských ledovců Nového Zélandu rýhování většinou postrádají (HAMBREY a EHRMANN 2004). Určitou výjimku představují klasty a balvany bazaltů v sedimentech islandské ledovcové čapky Mýrdalsjökull, kterých je v některých vzorcích rýhovaných až 80 % (KJÆR 1999).

Nejvýznamnější vliv na vznik rýh má termální režim na bázi ledovců. Rýhování se velmi intenzivně tvoří pod ledovci s teplou neboli vlhkou bází, kdy tlakově indukované tání ledu způsobuje vznik vody na kontaktu ledovce a horninového podloží (warm-/wet-based též temperate glaciers, např. HAMBREY a GLASSER 2012). Na přechodu mezi ledovcem a podložím se vyvíjí deformační vrstva, tvořená vodou saturovaným horninovým detritem (HART 2006). V deformační vrstvě je koncentrována většina stříhových deformací, přenášených z pohybujícího se nadložního ledovce. Přitom se jeden klast posunuje přes druhý, což vede k abrazi jejich povrchu. Některé klasty se mohou zabořit do měkkého substrátu, a to buď do materiálu deformační vrstvy nebo do jejího nezpevněného podloží (CLARK a HANSEL 1989, JØRGENSEN a PIOTROWSKI 2003). Tyto zablokované klasty se zastaví a nepokračují v pohybu. Nebržděný materiál v jejich nadloží je ledovcem posouván přes povrch zablokovaných klastů. Abrazi vystavený povrch uvíznutých klastů je do hladka obroušen za vzniku ledovcového ohlazu. Nezablokované, ledovcem stejnosměrně posunované klasty vyryjí do ohlazu sady dlouhých, vzájemně paralelních rýh (BOULTON 1978). Pokud svislý tlak nadložního ledu způsobuje kompakci deformační vrstvy, pak při přenosu pohybové energie z ledovce vznikají v deformační vrstvě přibližně paralelní střížné zóny (EVANS *et al.* 2006). Klasty spočívající svou spodní nebo svrchní stranou v ploše střížné zóny jsou při posunu podél této zóny ohlazovány a rovnoběžně rýhovány. Dostane-li se klast během transportu do více střížných zón, mohou rýhované ohlazy vzniknout na několika stranách klastu. Když svislý tlak ledovce nevyvolává dostatečnou kompakci deformační vrstvy, pak se klasty při posunu v deformační vrstvě otáčejí a vystavují abrazi různé plochy. Výsledkem jsou klasty poseté různosměrnými, ale krátkými rýhami (BOULTON 1978, BENN 1995).

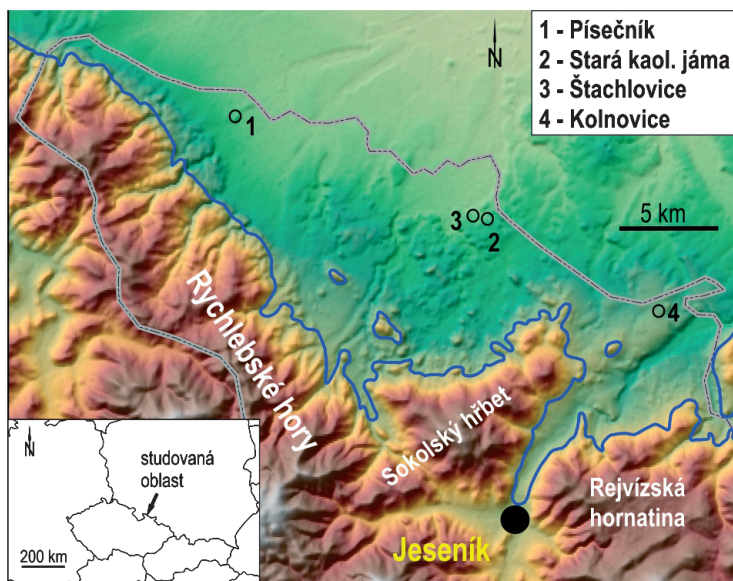
Naproti tomu, ledovce s chladnou bází (cold-/dry-based glaciers, např. HAMBREY a GLASSER 2012) jsou přimrzlé ke svému rovněž zmrzlému podloží. Pohyb se děje hlavně deformacemi uvnitř samotného ledovce (EYLES *et al.* 1983), ale dochází rovněž k přenosu střížného napětí do podložního permafrostu (CUFFEY *et al.* 2000). Pevné horniny nebo zmrzlé sedimenty v podloží jsou střížným napětím brekciovány a uvolněné fragmenty permafrostu se následně stávají součástí bazální, detritem bohaté zóny ledovce (BOULTON 1979, ASTHAKOV *et al.* 1996, WALLER *et al.* 2000, ATKINS *et al.* 2002). I ledovce s chladnou bází však abradují pevné podloží, pokud například do ledu vmrzlými klasty obroušují a rýhují náběžné hrany skalních elevací (CUFFEY *et al.* 2000, ATKINS *et al.* 2002). Přitom dochází rovněž k rýhování transportovaných klastů (LLOYD DAVIES *et al.* 2009). Abrazivní účinky na klasty i skalní podloží jsou ale v porovnání s ledovci s teplou bází nevýrazné.

Polytermální režim s teplou bází pod proximální částí ledovce a s chladnou bází podél okrajů ledovce (HAMBREY a GLASSER 2012) umožňuje tvorbu rýh skoro stejně jako ledovce s kompletně teplou bází. Abraze je eliminována právě jen v okrajové, k podloží přimrzlé zóně polytermálních ledovců.

GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Rýhované klasty ve studované oblasti

Severoveropský ledovcový štít pokrýval v elsterském glaciálu severní úpatí Rychlebských hor a západní okraj Rejvízské hornatiny (NÝVLTA *et al.* 2011, viz obr. 1). Postupující ledovec zde deformoval své podloží a vytvořil subglaciální glacitektoniky, nad nimiž se pak během degradace ledovcového štítu uložily melt-out tilly (PROSOVÁ 1981, HANÁČEK *et al.* 2013b, 2016). Největší plochu i mocnost zaujímají deglaciační glaci-fluviální a glaci-lakustrinní sedimenty (GÁBA 1992, CHÁB *et al.* 2004, ŽÁČEK *et al.* 2004, HANÁČEK *et al.* 2018).



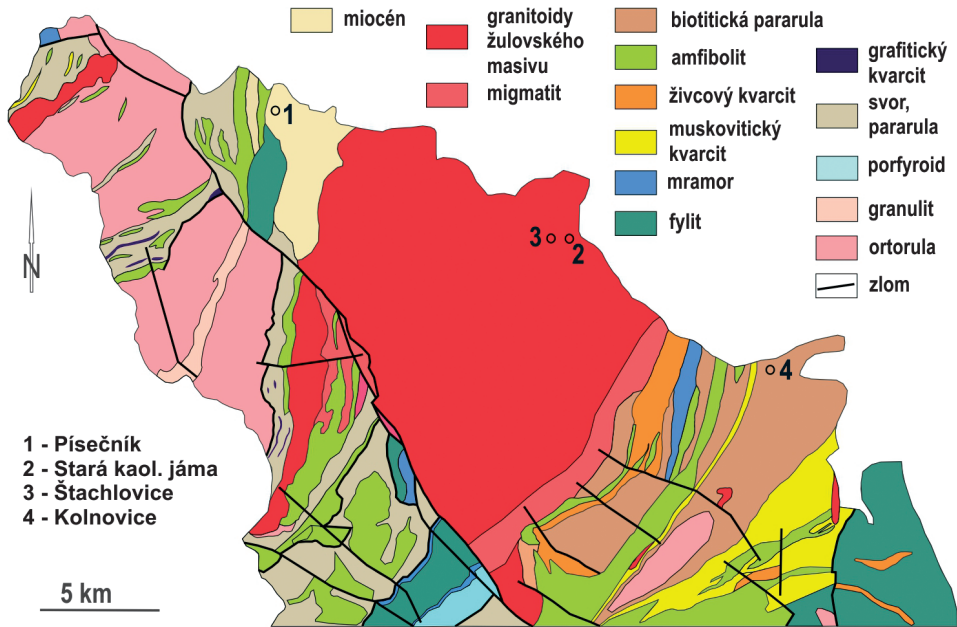
Obr. 1. Studovaná oblast a poloha lokalit. Modrá linie: maximální rozsah elsterského ledovcového štítu podle NÝVLTA *et al.* (2011).

Fig. 1. Study area and location of study sites. Blue line: maximum extent of Elsterian ice-sheet according NÝVLTA *et al.* (2011).

Klastický materiál sedimentů tvoří ve frakci 16–64 mm tyto provenienční skupiny hornin (HANÁČEK 2011, 2012, 2014):

- a) místní horniny, tj. metamorfity a vyvřeliny, které primárně budují Rychlebské hory, Rejvízskou hornatinu, Žulovskou pahorkatinu a údolí Nisy Klodzke (obr. 2). Jsou dominantní složkou ledovcových sedimentů. Jejich podíly se pohybují v rozmezí 42–91 %.
- b) provenienčně většinou místní křemen s podíly 6–48 %.
- c) nordické horniny (většinou granitoidní vyvřeliny, subvulkanity a vulkanity, dále ortoruly, kvarcity, vápence, pískovce a slepence z baltského štítu a jeho platformy). Jejich podíly kolísají mezi 1 a 29 %.
- d) horniny pouze polské provenience představované hlavně permkými paleoryolity, méně silicity a klastickými sedimenty (GÁBA a PEK 1999). Jsou zcela akcesorické (0–4 %).

Provenienčně naprosto ojedinělým sedimentem je ablační till v Nové Vsi, jehož šterková komponenta je složena téměř výhradně z nordik (GÁBA 1977b). Balvany ve studované oblasti nejčastěji tvoří nordika, ale mezi nejmenšími balvany, těsně nad hranicí 256 mm, jsou četné i místní horniny (HANÁČEK 2017).



Obr. 2. Předkvartérní geologická mapa studované oblasti. Upraveno podle SVOBODY (1990), SKÁCELOVÉ (1993, 1994), ŽÁČKA *et al.* (1995).

Fig. 2. Geological map of pre-Quaternary units in studied area. Modified according SVOBODA (1990), SKÁCELOVÁ (1993, 1994), ŽÁČEK *et al.* (1995).

Dosud neúplnější poznatky o rýhování klastů v ledovcových uloženinách studované oblasti přinesl GÁBA (1972b, 1977a,b, 1980). Z autorem zjištěných poznatků jsou nejdůležitější tyto:

- 1) rýhy jsou vyvinuty téměř výhradně na klastech nordických hornin. Jedinou výjimkou jsou klasty místního xylitu ze subglaciálního tillu od Skorošic, ačkoliv i na nich rýhy vznikly jen vzácně;
- 2) rýhy jsou vzájemně subparalelní a orientované ve směru nejdelší osy klastu. Šířka a hloubka rýh většinou nepřekračuje 1 mm;
- 3) rýhované klasty se vyskytují v tillech i glaciáluálních sedimentech.

METODIKA

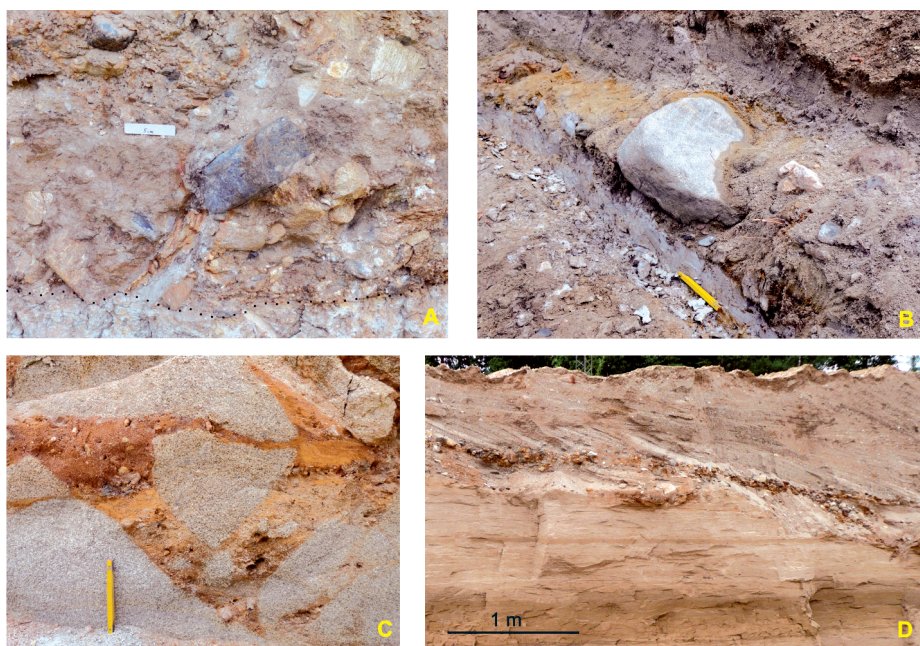
Údaje použité v tomto příspěvku vycházejí z publikovaných výzkumů lokalit Písečník, Stará kaolínová jáma, Štachlovice a Kolnovice (obr. 1), na nichž byly provedeny faciální analýza, valounové analýzy frakce 16–64 mm a v jednom případě i analýza balvanové frakce (HANÁČEK 2012, 2014, 2017, HANÁČEK *et al.* 2013b, 2016). Materiál pro valounové analýzy byl lopatkou odebrán ze začištěných profilů a vytříděn na normalizovaných sítích. Balvanová analýza byla zhotovena na materiálu získaném odkrýváním lokality Písečník u Javorníku. Horniny klastů byly určovány makroskopicky nebo s použitím zvětšovacích skel. Přítomnost rýh byla zjišťována podrobným prohlížením povrchu klastů. Zaoblení bylo stanoveno podle škály POWERSE (1953).

LOKALITY A VÝSLEDKY

Písečník

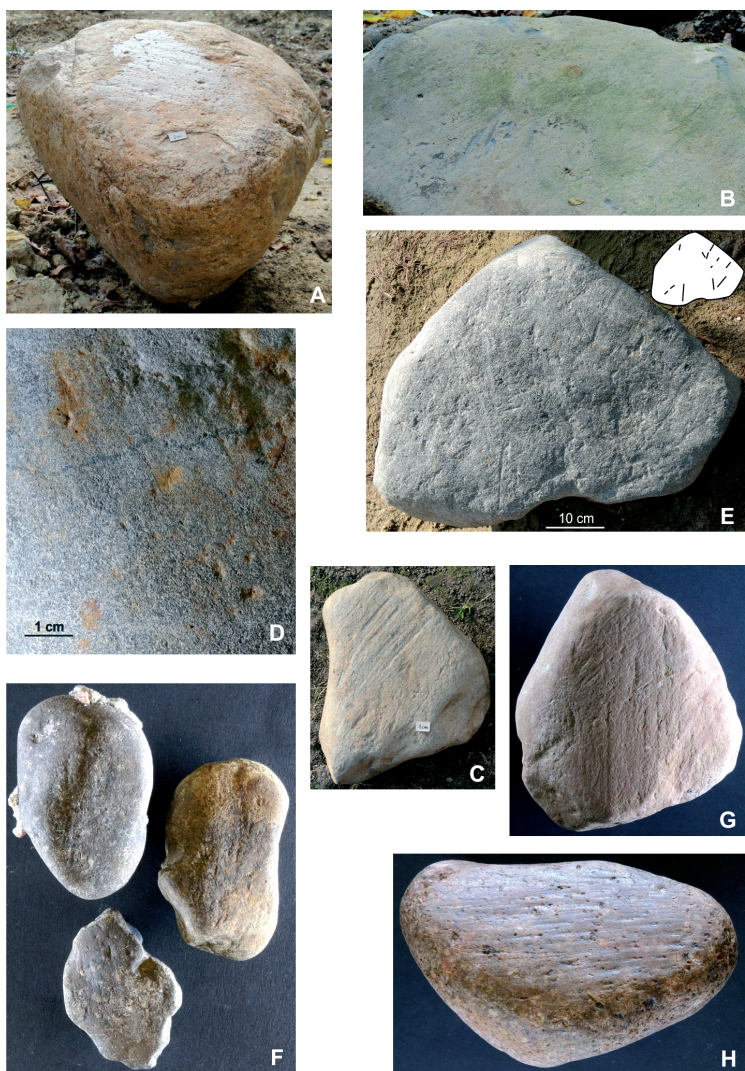
Lokalitou je pahorek (288 m n. m.) ležící 600 m s. od Javorníku. Jádro pahorku tvoří jílovito-prachovité písky neogenního stáří. Na toto nezpevněné, plastické podloží nasedá glacigenní sekvence. Tu od báze nahoru tvoří subglaciální till, glacifluviální výplň podle-dovcové dutiny a ablační tilly. Podél kontaktu subglaciálních tillů s neogenními písky jsou zjevné projevy duktilní glaci tektoniky plastického substrátu (vyvlékání neogenních písků do tillu a tvorba jejich intraklastů v tillu).

Petrograficko-provenienční složení štěrku bylo zkoumáno čtyřmi valounovými analýzami s celkovým počtem 2234 klasty. Ve štěrkové složce subglaciálních sedimentů jasně dominují horniny z hlavního hřebene Rychlebských hor, zejména gierałtowské ruly (až ~80 %), zatímco nordické horniny se pohybují kolem ~1-4 %. V ablačních tillech roste podíl nordik a to až na ~12 %. Zajímavý je hojný výskyt bazaltových klastů, kterých je nejvíce opět v ablačním tillu (~9,5 %). Bazalty mohou být místní i polské provenience (GABA a PEK 1999). Výskyt jednoznačně polských hornin je zcela zanedbatelný. Místní klasty jsou hlavně suboválné (~39-47 %) a subangulární (~31-40 %), viz obr. 3A.



Obr. 3. A. Subglaciální till na lokalitě Písečník se subangulárními a suboválnými klasty místních hornin (gierałtowské ruly a grafitického kvarcitu). Tečkovaná linie: kontakt mezi tilly a neogenními písky. Měřítko: 5 cm. B. Balvan amfibolitu, hojně klasty místní i nordické provenience a měkké klasty kaolinu na kontaktu mezi kaolinem a glacifluviálním pískem. Stará kaolinová jáma. Měřítko: 20 cm. C. Glacitektonit tvořený angulárními bloky granitoidu z bezprostředního podloží, převážně suboválnými klasty místních metamorfitů a pískem. Štachlovice. Měřítko: 20 cm. D. Štěrkový horizont na bázi výplně glacifluviálního koryta. Kolnovice Site.

Fig. 3. A. Subglacial till at the Písečník Site with subangular and subrounded clasts of local rocks (Gierałtów gneiss and graphitic quartzite). Dotted line: contact of subglacial till with Neogene sand. Scale: 5 cm. B. Amphibolite boulder, abundant cobbles of local and Nordic rocks, and soft kaolin clasts on contact between kaolin and glaciofluvial sand. Stará kaolinová jáma Site. Scale: 20 cm. C. Glacitectonite consisting of angular granitoid blocks from underlying bedrock, mainly subrounded clasts of local metamorphites, and sand. Štachlovice Site. Scale: 20 cm. D. Pebble-cobble at the base of glaciofluvial channel infill. Kolnovice Site.



Obr. 4. A. Balvan nordického granitoidu s ledovcovým ohlazem a paralelními rýhami. Písečník. Měřitko: 2 cm. B. Balvan bazaltu (délka 70 cm) s různě orientovanými sadami jemných rýh. Písečník. C. Valoun bazaltu s paralelními rýhami. Písečník. Měřitko: 1 cm. D. Detail povrchu valounu amfibolitu s ohlazem a paralelními rýhami. Písečník. E. Balvan amfibolitu z obr. 3B s rýhami. Stará kaolinová jáma Site. Výřez: schéma rýhování. F. Rýhované klasty nordických vápenců z valounových analýz SG1a and SG1b. Kolnovice. Délka klastů: 44–52 mm. G. Nordický klast (jotnický pískovec) se dvěma sadami rýh. Kolnovice. Rozměry: 95 × 83 × 48 mm. H. Nordický klast (porfyr z Dalarna) s ledovcovým ohlazem a rýhami. Kolnovice. Rozměry: 93 × 60 × 48 mm.

Fig. 4. A. Boulder of nordic granitoid with glacial polishing and parallel striation. Písečník Site. Scale: 2 cm. B. Basalt boulder (length 70 cm) with variously orientated sets of fine striae. Písečník Site. C. Basalt cobble with parallel striation. Písečník Site. Scale: 1 cm. D. Close-up on polished and striated surface of amphibolite clast. Písečník Site. Size: 152 × 135 × 90 mm. E. Amphibolite boulder from Fig. 3B with striation. Stará kaolinová jáma Site Inset: Striation scheme. F. Striated clasts of nordic limestones from clast petrological analyses SG1a and SG1b. Kolnovice Site. Length of clasts: 44–52 mm. G. Nordic clast (Jotnian sandstone) with two sets of striation. Kolnovice Site. Size: 95 × 83 × 48 mm. H. Nordic clast (Dala porphyry) with glacial polishing and striation. Kolnovice Site. Size: 93 × 60 × 48 mm.

V subglaciálním tillu i ablačních tillech je enormní množství balvanů. Jejich provenienční složení je v porovnání se štěrkovými klasty obrácené (balvany v analýze pocházejí ze všech členů sedimentární sekvence, celkem bylo zhodnoceno 61 balvanů): nordika ~43 %, místní horniny ~19,5 %, křemen ~3 %, zcela neurčitelné ~5 %. Zajímavou složkou balvanů jsou na této lokalitě bazalty (~30 %).

Přibližně 8 % balvanů je rýhovaných. Na nordikách se zachovaly ledovcové ohlazy se soustavami paralelních rýh (obr. 4A). Bazaltové balvany nesou na měkkém, zvětralém povrchu několik vzájemně kosých sad rýh (obr. 4B) nebo jen jednu sadu paralelních rýh (obr. 4C). Z místních klastů byly rýhy objeveny pouze na valounu amfibolitu (obr. 4D).

Stará kaolínová jáma u Vidnavy

Lokalitu představuje povrchový důl 1 km j. od Vidnavy. Epizodickou těžbou je na jeho sz. okraji udržován profil kaolínem a nadložní glaci-fluviálně-glacilakustrinní sekvencí (GÁBA 1992). Mezi kaolínem a glaci-fluviálními pisky leží 20 cm mocná poloha složená ze zaoblených měkkých klastů kaolínu a velkého množství klastů (hojně ve frakci 64–256 mm) nordických i místních hornin. Přimo na kaolínu, nebo do něj lehce zabořeny, spočívají občasné balvany nordik a místních metamorfítů (obr. 3B). Na exponované ploché straně jednoho amfibolitového balvanu jsou patrné krátké rýhy, orientované ve dvou směrech (obr. 4E). Všechny znaky ukazují na subglaciální trakční till, který byl následně zčásti glaci-fluviálně rozplaven. Balvany představují reziduum původního tillu. Kromě amfibolitového balvanu nebyly rýhy na jiných klastech zjištěny.

Štachlovice

Lokalitou je opuštěný odkryv 250 m sz. od osady Štachlovice na Vidnavsku. Odkryv byl vyhlouben do temene granitoidního pahorku, který je součástí severního okraje Žulovské pahorkatiny. Skalní podloží představuje preglaciální granitoidní tor, obklopený a pohřbený glacitektonitem, melt-out tillem, foresetem subglaciální delty a terminoglaciálními glaci-fluviálními sedimenty.

Glacitektonit je tvořen bloky granitoidu, pocházejícími z bezprostředního podloží, které jsou smíchány se štěrkem a pískem (obr. 3C). Na skladbě štěrku se rozhodující měrou podílejí metamorfity Rychlebských hor (amfibolity, metagabra, kvarcity, ruly, svory, dohromady ~70 %) a křemen (~17 %). Granitoidní bloky jsou angulární, zato štěrkové klasty z ~60–70 % suboválné. Melt-out till, foreset i glaci-fluviální facie se od glacitektonitu liší absencí granitoidních bloků. Jsou tvořeny štěrkem a pískem, přičemž složení a zaoblení štěrkových klastů je shodné se štěrkem glacitektonitu. Mění se jen podíly rychlebských metamorfítů (~56–75 %) i jejich jednotlivých petrotypů a podíly křemene (~14–26 %). Nordika jsou ve všech faciích minoritní (~7–10 %), polské horniny zcela akcesorické (max. 1 %). Celkem bylo na lokalitě ze všech typů ledovcových uloženin vyhodnoceno 5 valounových analýz, dohromady 2867 klastů.

Bloky granitoidu i paleotor jsou písčité zvětralé, takže jejich povrch nelze obnažit ke studiu. Ostrohannost bloků a jasné omezení rovnými hranami dokazují pevný stav horniny během ledovcové eroze a bez ledovcové abraze (obr. 3C). Rýhované klasty byly objeveny pouze v jedné analýze z foresetu subglaciální delty (člen 2, jednotka 2b spodní, HANÁČEK *et al.* 2016). V této analýze představovaly rýhované klasty ~0,4 % materiálu. Jednalo se o krystalinická nordika. Na místních, polských ani křemenných klastech nebyly rýhy objeveny.

Kolnovice

Pískovna v Kolnovicích odhaluje min. 21 m mocný vrstevní sled štěrkovitých písků, písků a štěrků s šikmým korytovitým a planárním zvrstvením malé až velké škály. Masivní štěrky tvoří v profilu jen několik poloh, i když o mocnosti výjimečně až 2 m. Vrstevní sled představuje výplně glaci-fluviálních koryt proglaciální výplavové plošiny.

Převládají místní klasty, představované granitoidy žulovského masivu a kvarcitu vrben-
ské skupiny. Akcesoricky se k uvedeným horninám přidávají migmatity, ruly, svory, amfi-
bolity. Podíl granitoidů a kvarcitů se v profilu zřetelně mění. V masivních štercích domi-
nují odolné kvarcitu, v šikmo zvrstvených faciích narůstá role granitoidů. Místní horniny
celkově představují ~50–68 % šterčového materiálu. Podíl křemene v celém vrstevním sle-
du kolísá mezi ~21 a ~48 % a pozitivně koreluje s podíly odolných kvarcitů. Široce pro-
měnlivý je i podíl nordik (~2–23 %). Vyšší hodnoty jsou typické pro spodní část vrstevní-
ho sledu a šikmo zvrstvené facie, nízké hodnoty zase pro svrchní část sledu a mocné
masivní hrubé šterky. Podíl polských hornin v celém vrstevním sledu nepřekračuje 1 %. Rý-
hované klasty byly zjištěny ve třech valounových analýzách, odebraných z korytovitě zvrst-
vených šterkopískových facií (obr. 3D) ve spodní části vrstevního sledu (analýzy SG1a,
SG1b a SG1d, viz HANÁČEK 2012).

Analýza SG1a obsahuje 632 klastů, ze kterých ~23 % představují nordické horniny. Rý-
hy nese ~2,5 % klastů, přičemž se jedná výhradně o nordika. Petrografická skladba rýhovaných
klastů je následující: vápence ~80 % (obr. 4F), krystalinické horniny ~13 %, pazourky ~7 %.

Analýza SG1b obsahuje 729 klastů, z nichž ~22 % tvoří nordika. Rýhované klasty
představují ~2 % a opět náleží jen k nordickým horninám. Petrografická skladba rýho-
vaných klastů je následující: vápence ~36 % (obr. 4F), krystalinické horniny ~29 %, pískov-
ce ~21 % a pazourky ~14 %.

Analýza SG1d obsahuje 719 klastů, z nichž ~19 % jsou nordika. Rýhované jsou
~3,5 % klastů, opět výlučně nordické provenience. Petrografická skladba rýhovaných klast-
tů je následující: vápence ~73 %, měkké prachovce až jemnozrné pískovce ~19 %, krysta-
linické horniny ~4 %, pazourky ~4 %.

Rýhované nordické krystalinické i pískovcové klasty se velmi ojediněle nalézají ve
všech částech vrstevního sledu (obr. 4G, H), takže celkově jsou sice vzácnou, ale pravidel-
nou komponentou kolnovických glacifluviálních uložení.

INTERPRETACE A DISKUSE

Zde prezentované výsledky potvrzují dřívější zjištění GÁBY (1980), že rýhování vzniklo
téměř výhradně na klastech nordických hornin. Místní a polské klasty jsou rýhované vý-
jimečně, přestože zrovna místní klasty představují zásadní složku glacigenních a glaciflu-
viálních sedimentů studované oblasti. Křemenné klasty nejsou rýhovány vůbec. Typický
znak ledovcové eroze je tedy v sedimentech pevninského zalednění v podhůří Rychleb-
ských hor a v Rejvízské hornatině vzácným jevem.

Vysvětlení zčásti spočívá v odolnosti hornin k ledovcové abrazi. Glacifluviální sedi-
menty v Kolnovicích obsahují hlavně rýhované vápence (~36–80 % rýhovaných klastů), za-
tímco ostatní petrotypy nesou rýhy vzácněji. Provenienčně nordický ablační till z Nové Vsi
obsahuje ~10 % rýhovaných klastů, jimiž jsou v naprosté převaze vápence (až 35 % vápenco-
vých klastů nese rýhy, podíl vápencových klastů v sedimentu je ~53 %), zatímco krystali-
nická nordika byla rýhována ojediněle (GÁBA 1977a, b, 1980). Vazba rýh především na vá-
pencové klasty dokazuje, že ve studovaném území existuje stejně preferenční vztah
rýhování a litologie klastů jako v jiných oblastech (WENTWORTH 1936, BENNETT *et al.* 1997).
Z místních nebo polských (?) hornin jsou pravidelně rýhované pouze bazalty, a to nejspíš
kvůli své jemnozrnnosti a měkké zvětrávací kůře na povrchu. Na jemnozrnných vyvěřeli-
nách se rýhy vyskytují běžněji než na hrubozrnných vyvěřelinách (GÁBA 1980). Vhodnost
bazaltových klastů k rýhování potvrzují data z ledovcové čapky Mýrdalsjökull (KJÆR 1999).
Místní klasty ve studované oblasti jsou ale jinak tvořeny zejména horninami pro tvorbu rýh
nepříznivými: kvarcitu, amfibolity, rulami, granitoidy, pegmatity, aplity, fylity a svory (GA-
BA 1974, HANÁČEK 2014). Na druhou stranu v rámci nordik jsou pravidelně rýhovány i hou-
ževnaté krystalinické horniny, včetně hrubozrnných, a také tvrdé pazourky i pískovce. Hor-
ninové složení zjevně není jediným dostačujícím zdůvodněním.

WENTWORTH (1936) analyzoval rýhované klasty v terminální moréně Green Bay lobu laurentského ledovcového štítu západně od Michiganského jezera (např. MARGOLD *et al.* 2015). Klasty litologicky shodné s preglaciálním podložím terminální morény (proterozoické kvarcicity, MUDREY *et al.* 1982) jsou rýhovány jen v ~ 16 % případech, zatímco vůči lokalitě exotické vápencové, magmatické a vulkanické klasty mnohem častěji (vápence ~ 84 %, magmatity+vulkanity ~ 52 %). Pod marginální zónou Green Bay lobu je na základě vysoké koncentrace radioaktivního izotopu Be^{10} v kvarcitovém podloží předpokládána jen slabá subglaciální eroze, zatímco pod vnitřní, osní zónou lobu naznačují nižší koncentrace uvedeného izotopu mnohem intenzivnější erozní působení ledovce (COLGAN *et al.* 2002). Marginální (terminální) zóna Green Bay lobu se tudíž vyznačuje slabou erozí přímého podloží i abrazí detritu ze stejného podloží pocházejícího.

Velmi sporadické rýhování klastů místní provenience je ve studované oblasti spíše projevem celkově slabé ledovcové eroze, než selektivní eroze, která by byla dostatečná pouze k abrazi měkkých sedimentárních, ale již ne houževnatých krystalinických hornin. Ojedinelé rýhování klastů xylitu v subglaciálním tillu u Skorošic (GÁBA 1972b) rovněž podporuje celkovou nevýraznost ledovcové eroze. Rýhy by se na xylitových klastech vyskytovaly mnohem častěji, pokud by ledovec byl schopen abradovat měkké klasty, i když by nebyl kompetentní k výrazné abrazi krystalinických klastů. Hojněji rýhovaná i ohlazená nordika měkké i tvrdé litologie a rozmanité zrnitosti pocházejí z jižního až středního Švédska a baltské pánve (GÁBA a PEK 1999). Během posledního glaciálního maxima dosáhl severoevropský ledovcový štít největší mocnosti právě v této oblasti (~ 2–2,8 km, SIEGERT *et al.* 2001). Ledovcový štít se jižní polovinou Švédska a baltskou pánví šířil v širokých proudech s teplou bází (BOULTON *et al.* 2001). Elevace skalního podloží i erodované klasty tam byly výrazně abradovány (např. MÖLLER 2010). V předvisleských, rozsáhlejších zaledněných můžeme logicky uvažovat podobnou nebo i vyšší mocnost a rovněž teplý bazální režim, umožňující podobně silnou subglaciální erozi. Nordické klasty jsou tedy vůči podhorské marginální zóně pevninského ledovce ve střední Evropě exotické nejen svým geologickým původem, ale i svou morfologií. Distribuce rýhování klastů v ledovcových sedimentech studované oblasti je tudíž především provenienční a teprve posléze petrografická, analogicky k výsledkům WENTWORTH (1936).

Interpretace vzácného výskytu rýh na místních klastech jako projevu slabé ledovcové eroze koreluje s novými geomorfologickými výzkumy ve studované oblasti. Oblé granitoidní pahorky západně od Smolného vrchu (404 m) byly v minulosti považovány za obličky, tj. terénní elevace pevných hornin obroušené ledovcovou deterzí (DEMEK 1976). Později byly reinterpretovány na exfoliační klenby bazální zvětrávací plochy, vypreparované různými typy eroze (plošným splachem, fluviačně, eolicky) ze zvětralinového pláště žulovského masivu, ovšem bez modelace ledovcem (IVAN 1983). Novější výklad potvrdila i detailní morfologická analýza diskutovaných pahorků (VÍDEŇSKÝ *et al.* 2007) a rovněž poznatky z dalších částí Žulovské pahorkatiny (CZUDEK 2009). Studium preglaciálního granitoidního reliéfu žulovského masivu, pohřbeného ledovcovými sedimenty, navíc ukázalo, že ledovec nebyl schopen destruovat křehké superstruktury na temenech torů (HANÁČEK a NÝVLT 2019).

Elsterský severoevropský ledovcový štít postupoval dnešním Polskem formou ledovcových proudů, rozdělujících se v závislosti na preglaciální topografii do menších laloků (SALAMON 2016, 2017). Úpatí Rychlebských hor a Rejvízské hornatiny leželo přímo v nejexponovanější marginální zóně ledovcového laloku, jehož osní část se pohybovala údolím Odry (NÝVLT *et al.* 2011). Pozici v rámci celého ledovcového štítu i mírou erozního působení ledovce na horninové podloží se tedy studovaná oblast podobá oblasti studované WENTWORTH (1936) – leží v marginální zóně periferního lobu ledovcového štítu s nevýraznými erozními projevy.

GÁBA (1980) vysvětlil téměř úplnou absenci rýh na místních klastech malou mocností okrajové zóny ledovce. Slabá ledovcová eroze klastů i preglaciálního podloží ovšem není důsledkem výhradně malé mocnosti ledovce. Přímou v podhůří Rychlebských hor a v Rej-

vízké hornatině odhaduje SZPONAR (1986) mocnost ledovce na max. 200 m a BRODZIKOWSKI (1995) pouze na 50–100 m. Nejvyšší známé výskyty ledovcových sedimentů (480 m n. m. v Rychlebských horách a 540 m n. m. v Rejvízké hornatině, GÁBA 1972a) a výška preglaciálního povrchu v nejnižše položené části studované oblasti (Vidnavsko, 275 m n. m., HANÁČEK *et al.* 2016, HANÁČEK 2017) podporují větší z obou odhadů. Pod podobně mocnými ledovci docházelo v malé době ledové běžně k silně abrazi podloží i klastů (BOULTON 1978, BENN 1995, KJÆR 1999, HART 2006, DENIS *et al.* 2009, ALLAART 2016). Naopak, až 200 m mocné současné ledovce s chladnou bází abradují své podloží velmi omezeně (ATKINS *et al.* 2002, LLOYD DAVIES *et al.* 2009). Spíše než samotná mocnost, byly příčinou slabé glaciogení eroze ve studované oblasti typ ledovce a jeho bazální termální režim. Citované, nepřilíš mocné, přesto silně abradující ledovce jsou zřetelně vyvinuté, topograficky omezené slazy s teplou nebo polytermální bází. Předpolí Rychlebských hor a Rejvízká hornatina byly však zaledněny okrajovou zónou rozsáhlého lobu kontinentálního ledovce. Možnou analogii nabízí jen ledovcová čapka Mýrdalsjökull, vzhledem ke svému tvaru a pozici v mírnějším terénu Islandu. Mýrdalsjökull má ovšem teplou bází a intenzivně abraduje své podloží i klasty rovněž v periferní zóně (KJÆR 1999). Podél okrajů pleistocenních ledovcových štítů je doložena chladná báze s permafrostem v podloží, nevyjímaje zmiňovaný Green Bay lalok laurenského ledovcového štítu (ATTIG *et al.* 1989, WINGUTH *et al.* 2004) ani severoevropský ledovcový štít (NARLOCH *et al.* 2013, SZUMAN *et al.* 2013, SALAMON 2016).

Přítomnost permafrostu a chladná ledovcová báze vysvětlují tvarové vlastnosti místních klastů ve studované oblasti. Místní klasty jsou hlavně suboválné a subangulární, což je zaoblení typické pro klasty posunované (a rovněž rýhované) v deformační vrstvě na teplé ledovcové bází (BOULTON 1978, HART 2006). Místní klasty si ovšem uchovaly zaoblení, které vzniklo už ve zdrojích tohoto materiálu, tj. v preglaciálních podhorských aluviálně-fluviálních klastikách. Tyto sedimenty se v předpolí Sudet vyznačují průměrně až dobře zaobleným materiálem (KRZYSZKOWSKI a KARANTER 2001). Přetrvání preglaciálních tvarů umožnil pasivní transport místního materiálu zamrzlého do bazální, detritem bohaté zóny ledovce (BOULTON 1979, WALLER *et al.* 2000). Ani přimrzlé bloky podložního granitoidu nebyly individuálně tvarově modifikovány a zachovaly si původní angulární tvar predisponovaný primárními puklinami žulovského masivu. Trakční transport v glaci-fluviálním prostředí mohl výchozí zaoblení posílit (NÝVLT a HOARE, 2011).

Na lokalitách Písečnik a Stará kaolinová jáma se ovšem vyskytují nejen rýhovaná nordika, ale i rýhované polské a dokonce místní klasty. Zde se pravděpodobně projevil vliv jemnozrnného nelitifikovaného podloží (jilovitoprachovité písky a kaolín), které si dokáže uchovat plasticitu i v záporných teplotách (WALLER *et al.* 2012). Balvany zamrzlé při spodině ledovce byly do plastického podkladu zčásti zabořeny a uvízly. Procesy na kontaktu ledovce s plastickými písky a kaolínem připomínaly procesy vedoucí ke vzniku subglaciálních trakčních tillů pod ledovci s teplou bází (EVANS *et al.* 2006), ačkoliv se odehrávaly na chladné ledovcové spodině. Ostatní klasty zamrzlé do bazální zóny ledovce rýhovaly povrch uvíznutých balvanů.

V proglaciálním glaci-fluviálním prostředí dochází ke stírání rýh důsledkem interakcí během trakčního transportu materiálu, takže glaci-fluviální sedimenty nemusejí obsahovat rýhované klasty (HAMBREY a EHRMANN 2004, HAMBREY a GLASSER 2012). Záleží však i na zdrojích materiálu a podkladu, na němž se proglaciální říční systém vyvíjí. Pokud řeky erodují starší tillové plošiny s vysokým podílem rýhovaných klastů, mohou rýhy na klastech přetrvat (HANÁČEK *et al.* 2013a). Facie kolnovické lokality odpovídají výplním hlubokých koryt na divočí výplavové plošině (ZIELIŃSKI a VAN LOON, 2003). Zachování rýhovaných klastů (~2–3,5 % všech klastů frakce 16–64 mm) je patrně zapříčiněno nevytříděným charakterem těchto sedimentů, pro které je typický šterko-pískový až písko-šterkový charakter. Značný objem písku patrně zmírňoval účinky interakcí šterkových valounů během trakčního transportu v korytech. Přetrvání rýh nenavědčuje zřetelné glaci-fluviální modifikaci transportovaného materiálu, takže i zaoblení klastů bude spíše připomínat preglaciální zdroje.

ZÁVĚRY

Provenienčně selektivní výskyt projevů ledovcové abraze na klastech je příspěvkem do diskuse o erozních účinných marginální zóny ledovcového štítu v podhůří Rychlebských hor a v Rejvízské hornatině.

Rýhy, mnohdy paralelně seskupené do sérií, a dále ledovcové ohlazy se vyskytují naprosto převážně na klastech nordické proveniencí. Tyto jevy se tvoří intenzivní abrazi v subglaciální zóně ledovce s teplou bází a v tomto případě vznikly pod ledovcovými proudy severoevropského ledovcového štítu severně od studovaného úseku Sudet, pravděpodobně ještě ve skandinávsko-baltské oblasti. Nordické klasty jsou vůči studovanému území cizí ne-jeven svou petrografií, ale i svou morfologií.

Místní klasty v naprosté většině případů nenesou rýhy ani ohlazy. Mají však průměrné zaoblení, typické právě pro aktivní modifikaci na bázi ledovce. Jedná se však o zaoblení přetrvávající ze zdrojů místního materiálu. Místní klasty nebyly ledovcem abradovány. Tato skutečnost podporuje novější geomorfologické hypotézy o absenci deterzních tvarů reliéfu v někdejších zaledněném podhůří Rychlebských hor.

K abrazi klastů bez ohledu na provenienci docházelo pouze na plastickém preglaciálním podloží, do něhož mohly být klasty zablokovány a následně rýhovány.

Slabou míru ledovcové abraze lze vysvětlit paleoglaciologickou pozicí studované oblasti, do níž zasáhla pouze marginální zóna mohutného periferního laloku ledovcového štítu. Tato marginální zóna měla chladný bazální termální režim.

Relativně časté zachování rýh v glaciáluálních sedimentech může být způsobeno vysokým podílem písku v těchto faciích, který neumožnil časté interakce mezi většími klasty a tím i setření jejich výchozí morfologie.

PODĚKOVÁNÍ

Publikace vznikla v rámci výzkumné činnosti Vlastivědného muzea Jesenicka (VMJ_GEO_KV). Výzkum byl rovněž podpořen projektem ECOPOLARIS, číslo CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_013/0001708 financovaném Ministerstvem školství, mládeže a tělovýchovy České republiky. Martinu Lulákovi (Masarykova univerzita) vděčím za překlad abstraktu. Recenzentům, Danielu Nývltovi (Masarykova univerzita) a Danileu Šimičkovi (Univerzita Palackého v Olomouci), děkuji za podnětné komentáře a návrhy, které napomohly zkvalitnění rukopisu. Klasty na obr. 4C, D, F, G, H jsou uloženy v geologické sbírce Vlastivědného muzea Jesenicka.

LITERATURA

- ALLAART, L., 2016: Combining terrestrial and marine glacial archives: A geomorphological map of the Nordskiöldbreen forefield, Svalbard. – MS, Ph.D. Thesis, Norwegian University of Science and Technology, 94 pp.
- ASTAKHOV, V. I., KAPLYANSKAYA, F. A., TARNOGRADSKY, V. D., 1996: Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed. – Permafrost and Periglacial Processes, 7, 165–191.
- ATKINS, C. B., BARRETT, P. J., HICOCK, S. R., 2002: Cold glaciers erode and deposit: Evidence from Allan Hills, Antarctica. – Geology, 30, 659–662.
- ATTIG, J. W., MICKELSON, D. M., CLAYTON, L., 1989: Late Wisconsin landform distribution and glacier-bed conditions in Wisconsin. – Sedimentary Geology, 62, 399–405.
- BENN, D. I., 1995: Fabric signature of subglacial till deformation, Breidamerkurjokull, Iceland. – Sedimentology, 42, 735–747.
- BENNETT, M. R., HAMBREY, M. J., HUDDART, D., 1997: Modification of clast shape in high-arctic glacial environment. – Journal of Sedimentary Research, 67, 550–559.
- BOUČEK, B., KODYM, O., 1954: Geologie. I. díl. Všeobecná geologie. – Nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 557 pp.

- BOULTON, G. S., 1978: Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. – *Sedimentology*, 25, 773–799.
- BOULTON, G. S., 1979: Processes of glacier erosion on different substrata. – *Journal of Glaciology*, 23, 15–37.
- BOULTON, G. S., DONGELMANS, P., PUNKARI, M., BROADGATE, M. 2001: Palaeoglaciology of an ice sheet through a glacial cycle: the European ice sheet through the Weichselian. – *Quaternary Science Reviews*, 20, 591–625.
- BRODZIKOWSKI, K., 1995: Pre-Vistulian glaciotectonic features in southwestern Poland. In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P. (Eds.): *Glacial deposits in North-East Europe*, 339–359, A. A. Balkema, Rotterdam/Brookfield.
- CLARK, P. U., HANSEL, A. K., 1989: Clast ploughing, lodgement and glacier sliding over a soft glacier bed. – *Boreas*, 18, 201–207.
- COLGAN, P. M., BIERMAN, P. R., MICKELSON, D. M., CAFFEE, M., 2002: Variation in glacial erosion near the southern margin of the Laurentide Ice Sheet, south-central Wisconsin, USA: Implications for cosmogenic dating of glacial terrains. – *GSA Bulletin*, 114, 1581–1591.
- CUFFEY, K. M., CONWAY, H., GADES, A. M., HALLET, B., LORRAIN, R., SEVERINGHAUS, J. P., STEIG, E. J., VAUGHN, B., WHITE, J. W. C., 2000: Entrainment at cold glacier beds. – *Geology*, 28, 351–354.
- CZUDEK, T., 2009: Vývoj reliéfu bazální zvětrávací plochy jihozápadně od Krnova a severně od Žulové. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 16, 8–12.
- DEMEK, J., 1976: Pleistocene continental glaciation and its effects on the relief of the northeastern part of the Bohemian Highlands. – *Studia Societatis Scientiarum Torunensis* 8, sectio C (*Geographica et Geologia*), 4–6, 63–74.
- DENIS, M., BUONCRISTIANI, J.-F., GUIRAUD, M., 2009: Fluid-pressure controlled soft-bed deformation sequence beneath the surging Breidamerkurjökull (Iceland, Little Ice Age). – *Sedimentary Geology*, 221, 71–86.
- EVANS, D. J. A., PHILLIPS, E. R., HIEMSTRA, J. F., AUTON, C. A., 2006: Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. – *Earth-Science Reviews*, 78, 115–176.
- EYLES, N., EYLES, C. H., MIALL, A. D., 1983: Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – *Sedimentology*, 30, 393–410.
- GÁBA, Z., 1972a: Nejzazší výskyty uloženin kontinentálního zalednění na Jesenicku. – *Časopis Slezského Muzea Opava*, 21, 135–139.
- GÁBA, Z., 1972b: Souvková hlína ze Skorošic a směr pohybu pevninského ledovce. – *Zprávy Vlastivědného ústavu v Olomouci*, 155, 23–28.
- GÁBA, Z., 1974: Valounové analýzy ledovcových uloženin na Jesenicku. – *Časopis Slezského Muzea Opava*, 23, 49–56.
- GÁBA, Z., 1977a: Petrografie ledovcových souvků jesenické oblasti ve Slezsku. Práce Odboru přírodních věd Vlastivědného Ústavu v Olomouci, 30, 39 pp.
- GÁBA, Z., 1977b: Till s vysokým obsahem nordických vápencových souvků od Nové Vsi na Jesenicku. – *Časopis Slezského Muzea Opava*, 26, 185–189.
- GÁBA, Z., 1980: Nové poznatky o rýhování souvků pevninského zalednění v kvartéru ČSSR. – *Geologický průzkum*, 22, 118–119.
- GÁBA, Z., 1992: Profil ledovcovými uloženinami u Vidnavy ve Slezsku. – *Časopis Slezského muzea*, 41, 167–172.
- GÁBA, Z., PEK, I., 1999: Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – *Okresní vlastivědné muzeum, Šumperk*, 111 pp.
- HAMBREY, M. J., EHRMANN, W., 2004: Modification of sediment characteristics during glacial transport in high-alpine catchments: Mount Cook area, New Zealand. – *Boreas*, 33, 300–318.
- HAMBREY, M. J., GLASSER, N. F., 2012: Discriminating glacier thermal and dynamic regimes in the sedimentary record. – *Sedimentary Geology*, 251–252, 1–33.
- HANÁČEK, M., 2011: Sedimenty terminoglacijního kuželu v údolí Javorné na Zlatohorsku. – *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 96, 61–86.
- HANÁČEK, M., 2012: Glacifluviální výplavová plošina u Kolnovic a její srovnání s terminoglacijními kužely mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou u Jeseníku. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 17–25.
- HANÁČEK, M., 2014: Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografické rekonstrukce pleistocenního kontinentálního zalednění Jesenicka. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 21, 17–24.
- HANÁČEK, M., 2017: Vztah mezi výskytem balvanů v ledovcových sedimentech a charakterem preglacijního podloží v předpolí Rychlebských hor a ve Zlatohorské vrchovině. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 24, 13–20.
- HANÁČEK, M., ENGEL, Z., PROCHÁZKOVÁ, B., 2016: Vývoj ledovcových sedimentů na kontaktu s žulovým masivem ve Štachlovicích u Vidnavy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 23, 13–23.

- HANAČEK, M., NÝVL, D., 2019: Preservation of delicate preglacial landscape under warm based ice sheet - evidence from Žulová Hilly Land and palaeoglaciological implications (Eastern Sudetes Foreland, Czechia). In: Jary, Z. (Ed.): XXVI Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski. Plejstocen i paleolit przedpola Sudetów. Pokrzywna 2-6 września 2019 r., 33-36, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- HANAČEK, M., NÝVL, D., FLAŠAR, J., STACHE, V., MIDA, P., LEHEJČEK, J., TÓTHOVÁ, G., BŘEŽNÝ, M., PROCHÁZKOVÁ, B., UXA, T., KRÉNOVSKÁ, I., 2013a: New methods to reconstruct clast transport history in different glacial sedimentary environments: Case study for Old Red sandstone clasts from polythermal Hørbyebreen and Bertilbreen valley glaciers, Central Svalbard. - *Czech Polar Reports*, 3, 2, 107-129.
- HANAČEK, M., NÝVL, D., JENNINGS, S. J. A., (v recenzi): Thermal basal regime of the Elsterian Ice-Sheet marginal zone in a hilly mountain foreland: Case study from the Rychleby Mts., Eastern Sudetes, Central Europe. - *Boreas*.
- HANAČEK, M., NÝVL, D., NEHYBA, S., 2013b: Písečník u Javorníku - drumlín se zachovalou sukcesí subglaciálních a supraglaciálních sedimentů. - *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 22-29.
- HANAČEK, M., NÝVL, D., SKÁCELOVÁ, Z., NEHYBA, S., PROCHÁZKOVÁ, B., ENGEL, Z., 2018: Sedimentary evidence for an ice-sheet dammed lake in a mountain valley of the Eastern Sudetes, Czechia. - *Acta Geologica Polonica*, 68, 107-134.
- HART, J. K., 2006: Athabasca Glacier, Canada - a field example of subglacial ice and till erosion? - *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 65-80.
- CHÁB, J., ČURDA, J., KOČANDRLE, J., MANOVÁ, M., NÝVL, D., PECINA, V., SKÁCELOVÁ, D., VEČERA, J., ŽÁČEK, V., 2004: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-224 Jeseník s Vysvětlivkami. - Česká geologická služba, Praha.
- IVAN, A., 1983: Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. - *Zprávy Geografického ústavu ČSAV*, 20, 49-69.
- JØRGENSEN, F., PIOTROWSKI, J. A., 2003: Signature of the Baltic Ice Stream on Funen Island, Denmark during the Weichselian glaciation. - *Boreas*, 32, 242-255.
- KETTNER, R., 1948: Všeobecná geologie. Část III. Vnější síly geologické, povrch zemský - Melantrich, Praha, 764 pp.
- KJÆR, K. H., 1999: Mode of subglacial transport deduced from till properties, Mýrdalsjökull, Iceland. - *Sedimentary Geology*, 128, 271-292.
- KRZYSZKOWSKI, D., KARANTER, M., 2001: Glacial sediments and palaeogeography of the northeastern foreland of the Mount Ślęża Massif, southwestern Poland. In: Krzyszkowski, D. (Ed.): Late Cainozoic Stratigraphy and Palaeogeography of the Sudetic Foreland, 109-145, Wind J. Wojewoda, Wrocław.
- LOYD DAVIES, M. T., ATKINS, C. B., VAN DER MEER, J. J. M., BARRETT, P. J., HICOCK, S. R., 2009: Evidence for cold-based glacial activity in the Allan Hills, Antarctica. - *Quaternary Science Reviews*, 28, 3124-3137.
- MARGOLD, M., STOKES, C. R., CLARK, C. D., 2015: Ice streams in the Laurentide Ice Sheet: Identification, characteristics and comparison to modern ice sheets. - *Earth-Science Reviews*, 143, 117-146.
- MÖLLER, P., 2010: Melt-out till and ribbed moraine formation, a case study from south Sweden. - *Sedimentary Geology*, 232, 161-180.
- MUDREY, JR. M. G., BROWN, B. A., GREENBERG, J. K., 1982: Bedrock geologic map of Wisconsin. - University of Wisconsin - Extension Geological and Natural History Survey.
- NARLOCH, W., WYSOTA, W., PIOTROWSKI, J. A., 2013: Sedimentological record of subglacial conditions and ice sheet dynamics of the Vistula Ice Stream (north-central Poland) during the Last Glaciation. - *Sedimentary Geology*, 293, 30-44.
- NÝVL, D., ENGEL, Z., TYRÁČEK, J., 2011: Pleistocene glaciations of Czechia. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L., Hughes, P. D. (Eds.): Quaternary Glaciations - Extent and Chronology Part IV - a closer look, 37-46, Elsevier, Amsterdam.
- NÝVL, D., HOARE, P. G., 2011: Petrology, provenance and shape of clasts in the glaciofluvial sediments of the Mníšek member, northern Bohemia, Czechia. - *Anthropozoic*, 27, 5-22.
- POWERS, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117-119.
- PROSOVÁ, M., 1981: Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenícká oblast. - *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 3, 265-294.
- SALAMON, T., 2016: Subglacial conditions and Scandinavian Ice Sheet dynamics at the coarse-grained substratum of the fore-mountain area of southern Poland. - *Quaternary Science Reviews*, 151, 72-87.
- SALAMON, T., 2017: Elsterian ice sheet dynamics in a topographically varied area (southern part of the Racibórz-Ooewięcim Basin and its vicinity, southern Poland). - *Geological Quarterly*, 2017, 61, 465-479.
- SIEGERT, M. J., DOWDESWELL, J. A., HALD, M., SVENDSEN, J.-I., 2001: Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full Weichselian/glacial cycle. - *Global and Planetary Change*, 31, 367-385.

- SKÁCELOVÁ, D., 1993: Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14-21 Travná. - Český geologický ústav.
- SKÁCELOVÁ, D., 1994: Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 04-43 Bílý Potok. - Český geologický ústav.
- SVOBODA, J., 1990: Geologická mapa ČSSR. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1:200 000. List Náchod. - Ústřední ústav geologický.
- SZPONAR, A., 1986: Chronostratygrafia i etapy deglacjacji strefy przedgórskiej Sudetów w okresie zlodowacenia środkowopolskiego - *Acta Universitatis Wratislaviensis* 963. *Studia Geograficzne* 45, 202 pp.
- SZUMAN, I., EWERTOWSKI, M., KASPRZAK, L., 2013: Thermo-mechanical facies representative of fast and slow flowing ice sheets: the Weichselian ice sheet, a central west Poland case study. - *Proceedings of the Geologists' Association*, 124, 818-833.
- VÍDEŇSKÝ, A., NÝVL, D., ŠTĚPANČÍKOVÁ, P., 2007: Příspěvek k otázce vzniku granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit. - *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 14, 35-39.
- WALLER, R. I., HART, J. K., KNIGHT, P. G., 2000: The influence of tectonic deformation on facies variability in stratified debris-rich basal ice. - *Quaternary Science Reviews*, 19, 775-786.
- WALLER, R. I., MURTON, J. B., KRISTENSEN, L., 2012: Glacier-permafrost interactions: Processes, products and glaciological implications. - *Sedimentary Geology*, 255-256, 1-28.
- WENTWORTH, C. K., 1936: An analysis of the shapes of glacial cobbles. - *Journal of Sedimentary Petrology*, 6, 85-96.
- WINGUTH, C., MICKELSON, D. M., COLGAN, P. M., LAABS, B. J. C., 2004: Modeling the deglaciation of the Green Bay Lobe of the southern Laurentide Ice Sheet. - *Boreas*, 33, 34-47.
- ZIELIŃSKI, T., VAN LOON, A. J., 2003: Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. - *Boreas*, 32, 590-611.
- ŽÁČEK, V., 1995: Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14-22 Jeseník. - Český geologický ústav.
- ŽÁČEK, V., ČURDA, J., KOČANDRLE, J., NEKOVAŘÍK, Č., NÝVL, D., PECINA, V., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VEČEŘA, J., 2004: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-222 Vidnava s Vysvětlivkami. - Česká geologická služba. Praha.